

鄂尔多斯地块运动的整体性与不同方向边界活动的交替性*

范俊喜^{①②} 马 瑾^{①②} 甘卫军^①

(^① 中国地震局地质研究所, 北京 100029; ^② 中国地震局构造物理开放实验室, 北京 100029)

摘要 基于鄂尔多斯地块周边的 GPS 资料, 我们发现地块南北边界的左旋错动速率比东西边界的右旋错动速率大 2~3 倍. 而基于地质资料和几十年来的测量资料, 大多数研究者强调鄂尔多斯地块东西边界的右旋错动和地块的逆时针旋转特征. 针对上述矛盾, 本文利用地块及其周边地区的地质和地形变测量资料(包括 GPS 和水准), 分析了地块周边的地震活动随时间的变化, 认识到鄂尔多斯地块的南北边界与东边界的构造活动存在交替性以及鄂尔多斯地区的构造运动以地块为单元的运动特点. 鄂尔多斯地块与周边地块间的相对运动是通过它们之间边界带的变形和相对位移来实现的. 近几年来, 鄂尔多斯地块的南北边界带处于活动时期. 但从长时期来看, 鄂尔多斯地块相对阿拉善和阴山地块向东南运动, 同时伴随着逆时针方向的旋转.

关键词 鄂尔多斯地块 GPS 地震活动 块状运动 交替性

鄂尔多斯地块位于南北地震带北段, 又处于华北、华南和青藏 3 个亚板块的交接部位, 其周边是强震发生带, 对其运动过程的认识有助于理解中国大陆东西部地区构造活动的关联与差异和几个亚板块间的相互作用, 也有助于理解其周边地震发生规律.

鄂尔多斯地块作为一稳定地区, 在中生代相对于周边的挤压隆起作不均匀沉降, 形成西深东浅的大型拗陷盆地, 广泛堆积了三叠世至早白垩世的沉积. 在新生代地块向东南倾斜, 地层近水平. 地块内部没有活动构造, 也无强震发生, 是一个整体性强没有构造活动分异的大陆地块. 因此, 鄂尔多斯自中生代以来作为一个典型的板内地块得到普遍共识^[1-12]. 对这样一个大型地块的运动型式及其与周边地块的相互关系有不同的理解, 归纳起来可以分为两大类: 挤压剪切模式和地块旋转模式.

挤压剪切模式^[1-4]注意到了鄂尔多斯地块东西两侧为右旋剪切带, 南北两侧是左旋剪切带, 认为地块及周缘断陷带形成和发展是在青藏地块的 NE-NEE 向挤压作用下, 由 NNE 和近 EW 向的两对剪切破裂带首先在地块周边的几个中生代末-新生代初的隆起带轴部形成, 在剪切拉张破裂过程中, 进一步发育成由多个地堑或半地堑型盆地组成的不连续剪切拉张断陷盆地带. 在地壳均衡调整作用下, 盆地下方深部物质上涌, 使剪切带拉张特征更加突出. 他们认为鄂尔多斯地块相对于周边地块没有旋转运动.

另一些作者从不同角度提出地块旋转模式. 其一, 苏刚^[5]、邵辉成等^[6]根据地震活动、水

2002-05-20 收稿, 2002-11-12 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040704)和国家自然科学基金项目(批准号: 40072067)共同资助

系扭动和构造运动等资料提出“轮闸模型”，认为，鄂尔多斯地块存在着反时针扭动趋势，地块好比一个“轮子”，在其西南缘六盘山一带受到青藏地块的强烈挤压，并在二者接触带产生左旋压扭运动，类似一个“闸”。当六盘山一带左旋压扭运动相对较弱，即“闸”相对较松时，地块便会出现强烈的反时针转动，这时其周缘地区便处于地震活跃期；而当六盘山一带左旋压扭运动强烈，即“闸”压得很紧时，鄂尔多斯地块自身的反扭运动被刹住，“轮子”停止转动，其周边地区处于地震平静期。“轮闸模型”中视鄂尔多斯地块的旋转为主动旋转。其二，徐锡伟等^[7]根据古地磁等资料提出“复合转动”模型，认为鄂尔多斯、太行山、华北平原等华北亚板块内部次级地块相对于新疆拜城的逆时针转动是叠加、复合在华北亚板块及其邻近地区整体顺时针转动背景之上。鄂尔多斯等华北亚板块内次级地块的旋转在地质上表现为上新世和第四纪时期分割这些次级地块的北北东向构造活动带的发育与强烈的右旋剪切运动。其他地块旋转模型，大都认为鄂尔多斯地块作为一个近刚性地块，在地质时期相对于其他地块在地球上作逆时针旋转运动。但不同学者得到的地块旋转的欧拉矢量有一定差异(表 1)。其中卢演涛等^[8]通过地震震源错动方向和地震断层走向的法线的交汇区得到鄂尔多斯地块旋转的欧拉极位置，但没有提及其他地块是否在旋转。Zhang 等^[9]根据河套和山西断陷带内的断层走向等分别得到鄂尔多斯地块相对于北侧地块和太行山地块相对于鄂尔多斯地块旋转的欧拉极位置。还有的学者^[10,11]综合各地块边界的断层活动速率，求解得到各地块(包括鄂尔多斯地块)的欧拉矢量。

表 1 鄂尔多斯地块欧拉极位置

方法	欧拉极		角速度($^{\circ}$)/ ma^{-1}	来源
	E($^{\circ}$)	N($^{\circ}$)		
地震断层错动面法线聚焦法	94	42		文献[8]
活动断层面法线交汇法	117.5	42.5		文献[9]
从断层速率计算	135	50	0.1250	文献[11]
从断层速率计算	108.5	44.4	0.77	Peltzer, 1996
从 GPS 数据计算	120.1	51.5	0.02	本文

从上述关于地块运动的模型中可以看到，挤压剪切模式实质上强调了鄂尔多斯地区在东北方向挤压下的变形。该模式在认识到一对共轭剪切带的同时，忽略了地块东西与南北边界在断裂带上剪切位移的差异以及地震活动强弱的不同。旋转模型强调了鄂尔多斯与相邻地块间北北东向构造带右旋剪切活动，但都没有解释鄂尔多斯地块在旋转过程中南北边界带上出现的东西向左旋错动现象，因为假设相邻地块不动，鄂尔多斯只是简单地逆时针旋转，那么地块四周包括南北边界带都应该是右旋剪切的。鄂尔多斯地区到底是以什么样的型式在运动，在此过程中变形与旋转孰重孰轻是一个值得研究的问题。

本文拟从鄂尔多斯周边的地震活动出发，利用地块周边最新的 GPS 观测结果，结合地质、精密水准测量和震源机制解等资料，探讨鄂尔多斯地块的运动型式和动力学过程。

1 由地震活动性所反映的鄂尔多斯地块的运动

鄂尔多斯地块不是孤立的，它与周围地块存在着相互作用。为了全面了解鄂尔多斯地块周边地区的地震活动水平及其与周边地块的关系，本文选取了 4 个不同空间尺度的区域分别统计了它们的地震年频度。它们是 I 全国、II 西部地区、III 鄂尔多斯地块的背景区以及 IV 鄂尔

多斯地块周边的断陷带. 上述不同统计区内 1970 年以来 $M_L \geq 4$ 级地震年频度曲线见图 1. 地震目录取自中国地震局分析预报中心台网的数据.

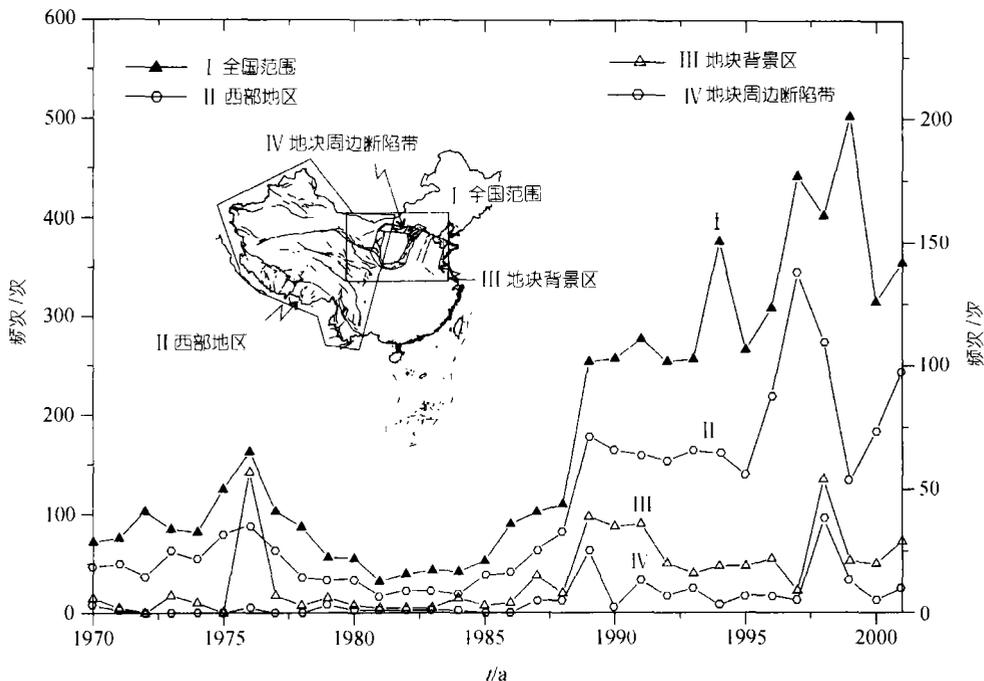


图 1 不同区域内 $M \geq 4$ 级地震年频度曲线

由图 1 可见, 1976 年后整个中国大陆地震活动较弱. 1985~1988 年期间地震活动开始增多, 1989 年至今为地震活跃期. 鄂尔多斯地块背景区和地块周边的断陷带的地震活动起伏与全国大致相同, 但与西部地区地震活动强弱变化更为接近, 只是在时间上有时滞后. 鄂尔多斯地区虽然位于南北带的东部, 但其地震活动更接近西部地区的事实说明其构造活动动力主要应来源于西部地区.

图 2 表示鄂尔多斯地块周边各断陷带 $M \geq 4$ 级地震的 $M-T$ 图(断陷带的范围参见图 1). 1966 年以前的 $M \geq 4.8$ 级以上地震来自《中国地震简目》^[13], 1966 年以来 $M \geq 4$ 的地震来自地震台网的 $M \geq 1.0$ 级以上地震目录. 在绘图 2 时, 将 M_L 震级转换为 M_S 震级.

由图 2(a)~(e)可见, 单个断陷带的地震活跃期与平静期长短不一, 无明显规律. 但当把鄂尔多斯地块周边作为一个整体, 其地震活动却显示了一定的规律. 设一个地震活跃期内必须包含有至少一次 $M \geq 6$ 级地震, 鄂尔多斯地块周边的地震活动可分为六个地震活动期: 公元前 231 年至公元前 35 年、144~366, 512~879, 1022~1366, 1477~1739 和 1815 年至今(图 2(f)). 地震活跃期持续时间约为 300 年左右, 平静期约为 100 多年. 这个事实说明地震活动不是以断陷带为活动单元, 而是以地块为活动单元.

考虑到河套断陷带和六盘、银川断陷带地处偏僻, 地震记录可能缺失较多, 以下重点讨论山西断陷带与渭河断陷带. 前者自公元 500 年以来可划分出 3 个地震活跃期: 512~649, 1022~1366, 1614~1720 年(图 2(b)), 而后者自公元 500 年以来也可划分出 3 个地震活跃期:

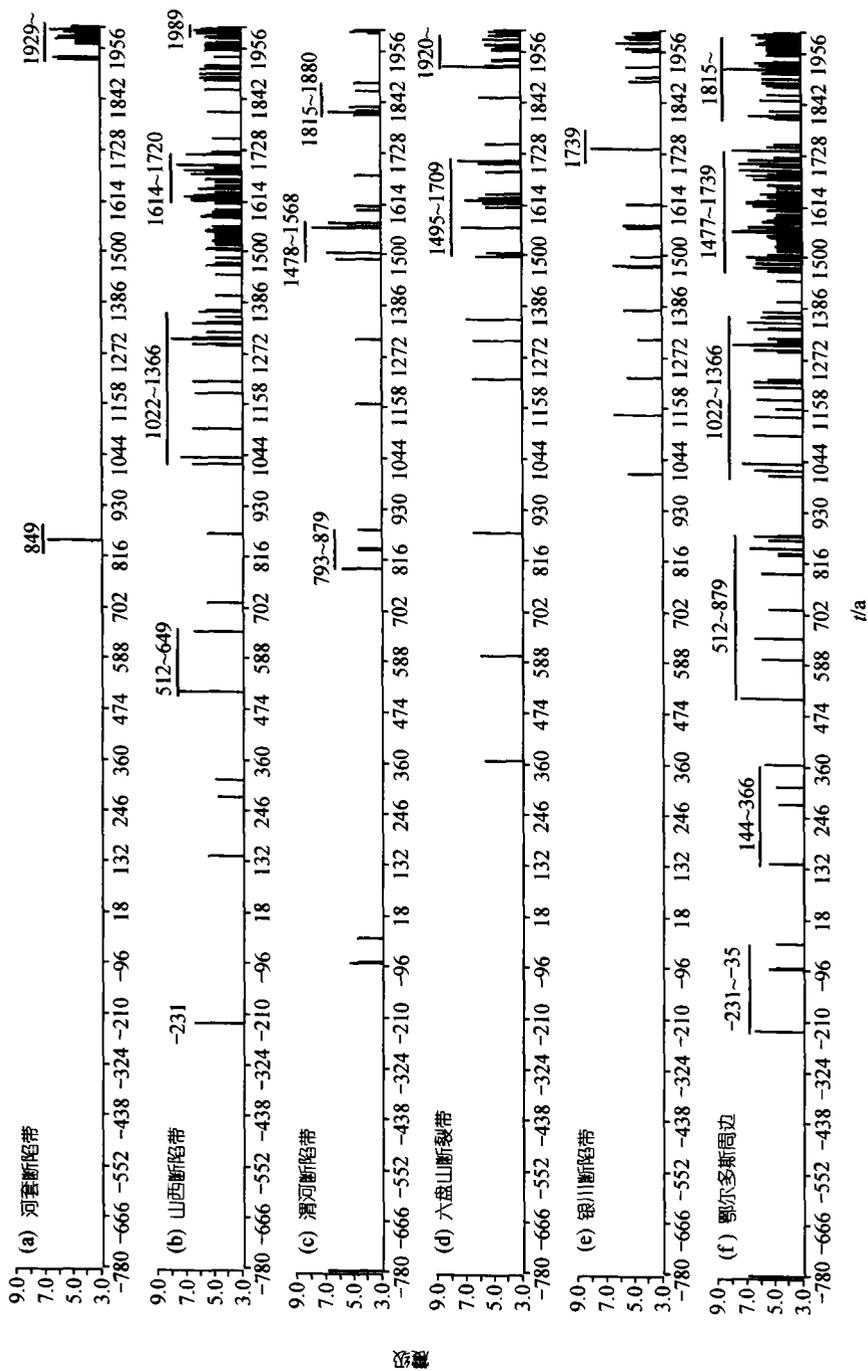


图 2 鄂尔多斯块周边 $M \geq 4$ 级地震 $M-T$ 图

793~879, 1478~1568, 1815~1880年(图2(c)). 二者的活动期交替发生. 河套断陷带的地震记录缺失很多, 但从公元849年的地震落在渭河断陷带的第二活跃期内看, 河套带的地震活动可能与渭河带同步. 从1720年以来, 山西断陷带处于地震平静期. 1929年到1996年以来河套断陷带内发生了5次6级以上地震. 说明河套断陷带的地震与山西断陷带的地震也可能是交替发生的. 以上事实说明, 鄂尔多斯地块的南、北边界带的构造活动与东边界带的构造活动是交替进行的, 南北边界带内的地震活跃时, 东边界带则相对平静; 当东边界带地震活跃时, 南北边界带可能处于相对平静时期.

此外, 从图2还可以看到, 鄂尔多斯地块东西边界带(包括山西和银川断陷, 六盘山地区)的地震活动的频次高于地块南北边界带(河套和渭河断陷带). 东边界带公元1000年以来 $M \geq 6$ 级地震释放的能量比南边界带的要高2倍左右. 从近1000年的地震记录看, 一次较大地震的活动往往影响较大. 山西带一次8级地震活动, 在渭河、六盘山带有响应; 而渭河在1500年的活动也影响着六盘山和银川带.

2 由GPS结果所反映的鄂尔多斯地块与相邻地块的运动

GPS观测结果^[14-16]揭示中国大陆现今运动是以活动地块为单元的分块运动. Wang等^[17]收集了1990~2001年我国包括周边国家在内的约354个GPS观测站的原始数据(大多数数据来自1997年后), 采用一致的数据分析方法进行重新处理, 获取了统一的中国大陆相对于稳定的欧亚板块运动和变形的速度场.

本文利用上述结果进一步研究鄂尔多斯地块与相邻地块的运动特征. 把鄂尔多斯及其相邻地块当作刚性地块, 通过拟合各地块上GPS测点速度来得到各地块的旋转欧拉矢量. 考虑到相邻地块边界有一定的宽度, 在边界带附近局部变形比较大, 靠近地块边界的GPS测点可能受此影响而不能真实地反映地块的整体运动. 所以, 我们挑选远离边界带, 且标石稳定的测点, 来进行拟合. 拟合所用的测点位置见图3. 其中阴山燕山地块上只在其西部取了位于鄂尔多斯地块北侧的4个站点, 一是因为阴山燕山东部已不与鄂尔多斯相邻, 二是因为阴山燕山地块为东西窄长条形, 取其西部测点可使结果更符合刚性条件. 出于同样的考虑, 在鄂尔多斯西南侧柴达木-祁连地块上只取位于最东部的陇西次级地块^[18,19]上的5个站点. 经过拟合所得的各地块运动的欧拉矢量列于表2. 图3中表示的是GPS站点的观测速度矢量和拟合计算后的速度矢量.

表2 各地块运动的欧拉极与角速度

	欧拉极		角速度($^{\circ}$)/ ma^{-1}
	N($^{\circ}$)	E($^{\circ}$)	
阿拉善地块	52.5266	111.2588	-0.0135937
阴山燕山地块	21.0418	87.3648	0.00254019
太行地块	49.8153	122.5408	-0.0261167
鄂尔多斯地块	51.5151	120.0812	-0.0182511
陇西地块	6.34429	94.1678	0.0123861
华南地块	18.2439	85.9011	0.0102921

为了解各地块之间的相对运动以及边界带的错动和变形类型, 需要得到上述地块相对于鄂尔多斯地块运动的速度值, 以及在相邻边界上的速率分布. 为此, 对上述结果进一步处理如



图 3 拟合所用的 GPS 站点观测与计算速度矢量

下: 首先在各边界带选取一些边界点(如图 4 中 F1, F2 等), 求出鄂尔多斯地块按上述欧拉极和角速度运动时在这些边界点上的速度值. 其次, 求出与鄂尔多斯地块相邻的其他地块上相应边界点上的速度值. 最后, 假设鄂尔多斯地块不动, 求出各相邻地块在各自边界的边界点上相对鄂尔多斯地块的运动速度. 把这个速度值分解到各边界带的走向和倾向上, 得到沿鄂尔多斯地块周边各断陷带的走滑速率和拉张或挤压速率分布(图 4). 由于鄂尔多斯地块与相邻地块的边界不是一条断层, 而是一个比较宽阔的变形带. 例如, 鄂尔多斯地块与太行地块之间是由一系列断裂和由断裂控制的断陷盆地组成. 因此, 得到的这个速率分布图, 并不是断陷带上某个断裂的运动速率, 而是整个边界变形带上总体的变形速率. 它可能被多条断裂共同吸收. 但是各边界带的主要断裂应承担变形速率的主要部分.

从图 4 可知, 鄂尔多斯地块东西两侧的山西断陷带和银川断陷带具有相似的运动特征, 都具有右旋走滑性质, 而鄂尔多斯地块的南北两侧的渭河断陷带和河套断陷带却都具有左旋走滑性质; 前者拉张速率都大于走滑速率, 拉张速率从北向南增加, 而后者走滑速率均大于拉张速率, 垂向拉张速率呈反对称, 北侧河套带是西大东小, 南侧渭河带则相反. 从鄂尔多斯地块

西南角六盘断陷带受挤压, 而西北角和东南角明显受拉张, 可以认为地块受到明显的挤压变形. 从河套带与渭河带比东部山西带的走滑速率要大 2~3 倍的事实表明近 4~5 年来, 鄂尔多斯地块南北边界带的左旋走滑活动十分强烈, 看不到地块逆时针旋转的迹象. 这个现象在其他学者报道的 GPS 结果^[20]中也得到证实. 南北边界带的强烈活动和东边界的相对平静与历史地震反映的能量分配相矛盾.

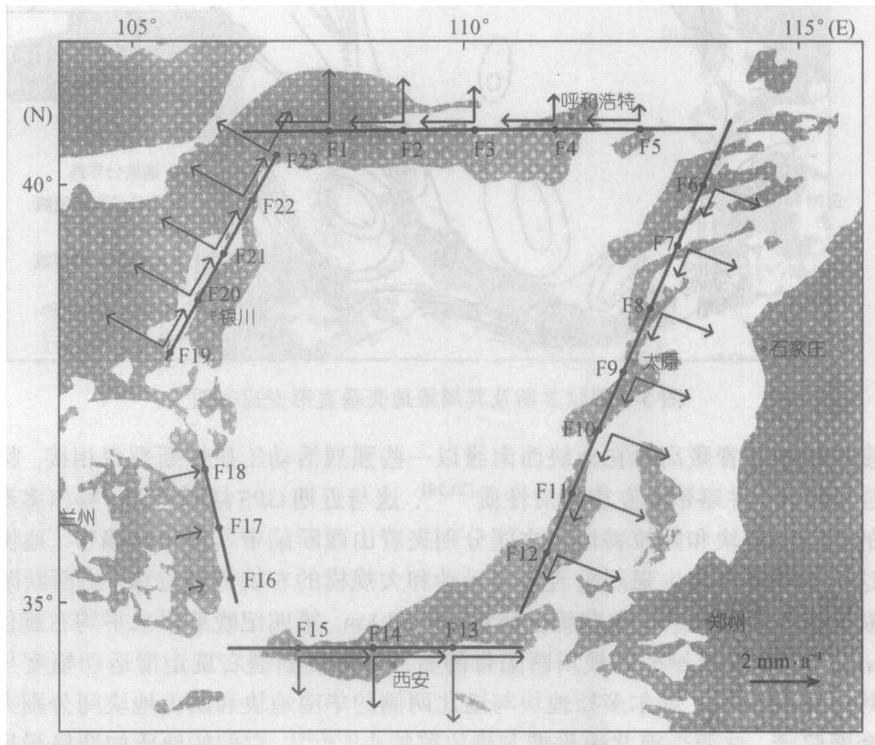


图 4 断陷带上各边界点相对鄂尔多斯地块运动的速率分布

3 由精密水准网测量资料和地质资料所反映的鄂尔多斯地块的运动

胡惠民^[21]根据鄂尔多斯地区的精密水准网复测资料, 绘制出了鄂尔多斯及其周缘垂直形变速率图(图 5). 所用资料包括: 从包头至西安一线以西及整个关中地区在 1970~1986 年期间国家地震局第二测量大队为监测地壳运动而布设、改造、施测的 I 等水准测量成果、东部的大同-侯马-三门峡测线部分地段为 1955 年黄河水利委员会施测的 II 等水准成果, 其余部分则采用了国家地震局测量大队和国家测绘局 1970 年以后施测的 I 等水准测量成果.

从垂直形变场可看到, 鄂尔多斯地块内部相对变化不大, 反映出鄂尔多斯作为一个整体在运动. 地块周缘大致以零值线为界, 北部与阴山燕山地块间出现大面积沉降, 从西往东沉降范围在缩小; 东部与太行山地块间, 则出现大面积隆升, 从北向南范围扩大. 这种垂直形变格局分布, 可以用鄂尔多斯地块绕东北部的逆时针旋转来解释. 地块的旋转造成北部的拉张, 从而引起了沉降, 离旋转中心越远, 涉及的范围越大. 同样, 在地块东部受到挤压, 便会产生隆升. 精密水准施测时段反映的地壳运动与近几年 GPS 观测结果反映的地壳运动格局不一致. 说明不同时段内垂直运动可能不同, 甚至反向^[22].

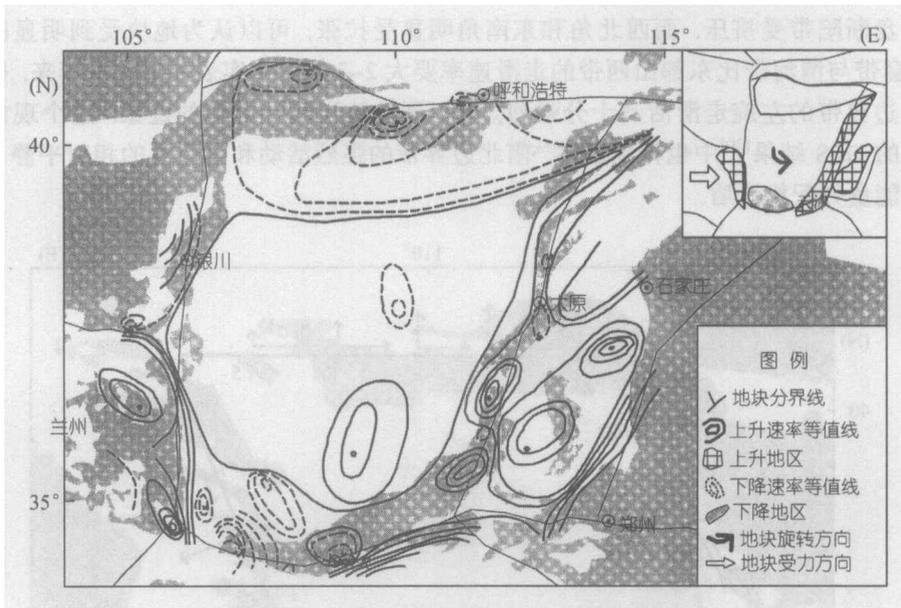


图 5 鄂尔多斯及其周缘地壳垂直形变速率图

鄂尔多斯地块与青藏高原在地块西南缘以一些强烈活动压扭性断裂束相接,特别是六盘山一带的强烈挤压,并略带有左旋走滑性质^[23,24],这与近期 GPS 结果相符。鄂尔多斯地块与其东西两侧的太行山地块和阿拉善地块之间分别夹着山西断陷带与银川断陷带。地块间的相对运动导致这两个断陷带发生强烈垂直差异运动和大规模的右旋剪切位移。山西断陷带中段的霍山山前断裂在上新世以来最大右旋位移量达 9.83 km,第四纪晚期以来平均右旋位移速率达 5.7~7.0 mm/a^[25]。地块西侧控制银川断陷带的贺兰山东麓断裂右旋走滑运动幅度与垂直运动幅度之比约为 2.3 : 1^[26]。鄂尔多斯地块与南北两侧的华南地块和阴山地块间分别夹着渭河断陷带和河套断陷带。这两个南北边界带左旋位移较小^[27,2,28],它们的地质构造格局呈反对称分布。河套断陷带西宽东窄,沉积物西厚东薄,沉降最深处位于西端的临河盆地内;而渭河断陷带东宽西窄,松散沉积物西薄东厚,向西尖灭,其东部的固市凹陷沉降最深^[8]。上述地质构造格局表明自上新世以来地块东西边界带的走滑量比南北边界带的要大,也反映了地块相对周边的逆时针转动,与近期 GPS 结果不一致。

4 结论与讨论

(1) 鄂尔多斯地块内部没有中强地震,中强震均集中在地块边界上已被很多作者注意到,并用之说明鄂尔多斯地块的整体性。地块在运动上的整体性从地震活动的时间过程上得到明显反映,即地块各边界的地震活跃期与平静期的交替与持续时间无明显规律,而把鄂尔多斯作为一个整体时,其周边的地震活动周期便显现出来,这正是说明周边的地震活动不只是与单个边界的活动有关,更重要的是与鄂尔多斯地块整体运动有关。GPS 结果表明鄂尔多斯地块内部变形很小(本文利用地块上测点差异计算出地块变形量为 1.6 ± 0.8 nanostrain),而与周围地块间差异运动大,从另一个侧面说明地块在运动上的整体性。新生代沉积盆地的厚度分布揭示了鄂尔多斯地块整体地逆时针旋转。这点在精密水准复测和新构造特征上都得到了更形象地证明。

(2) 从前述资料中可以明确以下事实: (i) 山西带自公元 512 年以来开始的三次地震活跃期与渭河带的三次活跃期交替发生, 而河套带显示了与渭河带同步的迹象. 这是在几百年时间尺度上显示的鄂尔多斯地块南北边界与东西边界的交替性. (ii) 地质资料和地震资料显示鄂尔多斯地块东西边界的地震活动强度远大于南北边界. (iii) 1970~1988 年垂直形变资料显示了地块西北边界的下陷和东边界的隆起, 意味着以东西边界为主导的右旋错动和地块的逆时针旋转. (iv) 90 年代后 GPS 观测结果揭示了东西向拉伸背景下以南北边界为主导的左旋错动.

由于(ii)、(iii)与(iv)两类矛盾的事实并存, 不得不考虑长期的东西边界为主导的右旋错动和地块的逆时针旋转与近期的南北边界为主导的左旋错动是发生在不同时期的现象. 根据事实(i)揭示的地块东西边界与南北边界地震活跃期交替发生的现象推想, 地块东西边界与南北边界间存在交替活动, 并交替地成为主导断层, 而目前正处于南北边界为主导的阶段.

王若柏等^[29]在分析 1983~1988 和 1988~1992 年两个时段的地壳垂直形变速率图后, 提出 1983~1988 年时段和 1988~1992 年时段, 形变总貌大为改观. 1988 年前后形变场有如此大的变化不是一个大同 6.1 级地震所能解释的, 而更可能代表区域应力场的变化. 考虑到在 1988~1989 年间全国处于从地震平静期向活跃期的转化阶段, 这个阶段正是应力场可能变化的阶段. 推测 1989 年前后可能就是地块由东西边界为主导转为以南北边界为主导的交替阶段.

(3) 引起鄂尔多斯地块两个方向边界断层交替活动的原因值得研究. 前人曾讨论过的近共轭缝块系统在变形过程中的旋转与交替活动问题^[30]. 在缝块系统的变形模型中, 由于断层间所夹地块接近刚性, 两个方向的断层不能像均匀介质那样共轭错动, 而是沿两个方向的边界交替地先后错动. 如果驱动力恰好位于二者的等分角线方向, 沿二者的错动量应差不多, 但这种情形很少. 往往沿一个应变能积累较多的断层先发生错动, 当错动到达一定程度应变能释放后, 另一方向断层上可能积累起较前者大的应变能, 而成为新的错动主体. 这类交替活动曾有实验证明^[31]. 鄂尔多斯地块是由 NNE 向与 NW 向断层切割的地块, 而 NNE 向断层平行巨大的南北地震带, 处于有利错动方向. 在持续的右旋剪切下在其西北角和东南角往往是持续的拉伸环境, 可以形成沉积盆地. 当 NW 向断裂上积累了足够的应变能, 它又可上升成为主要错动方向. 测量方法观测周期短, 可以观测到某个阶段的交替变化, 而地质方法观测的是多次交替活动后的总结果. 另一种可能是作用于鄂尔多斯地块上的驱动力方向发生变化. GPS 结果和震源机制解资料^[1]表明目前六盘山带主压应力轴为 NE75°, NW 向断裂处于有利错动方向. 显然, 驱动力方向只要周期地发生 30° 左右的变化就可以引起地块主导断层的交替变化. 至于什么原因能引起驱动力方向的周期变化需要今后从更大尺度上研究.

总之, 鄂尔多斯地块除整体性的运动以及接近刚性的地块特性外, 在地质历史上地块相对周边地块的逆时针旋转起了较重要作用. 由 GPS 结果可见现今在鄂尔多斯地块周边除沿南北边界存在左旋错动外, 还存在着北西向的拉伸和微弱的北东向挤压变形. 值得强调的是这种变形主要不发生在地块内部, 而是发生在地块间的边界带上.

致谢 王琪、张培震研究员提供了 GPS 计算结果的数据; 沈正康博士和顾国华研究员在计算处理 GPS 数据时提供了咨询意见; 刘力强、马胜利研究员和王凯英博士等多次参加本文讨论. 对上述人员均表示感谢.

1) 范俊喜、马瑾、刁桂苓. 由小震震源机制解得到的鄂尔多斯周边构造应力场. 2003, 地震地质(待刊)

参 考 文 献

- 1 邓起东. 鄂尔多斯周缘断陷盆地带的构造活动特征及其形成机制. 见: 国家地震局地质研究所. 现代地壳运动研究 1. ——大陆裂谷与深部过程. 北京: 地震出版社, 1985. 58~78
- 2 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988
- 3 邓起东, 程绍平, 闵伟, 等. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. 地质力学学报, 1999, 5(3): 13~21
- 4 许忠淮, 汪素云, 高阿甲. 地震活动反映的青藏高原东北地区现代构造运动特征. 地震学报, 2000, 22(5): 472~481
- 5 苏刚. 以运动地块为单元的区域地震活动研究. 西北地震学报, 1984, 6(2): 1~9
- 6 邵辉成, 苏刚. 鄂尔多斯地块周缘近期地震活动趋势分析. 西北地震学报, 1999, 21(4): 395~398
- 7 徐锡伟, 程国良, 马杏垣, 等. 华北及其邻区地体转动模式和动力来源. 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19(2): 130~138
- 8 卢演传, 丁国瑜. 地块相对运动与鄂尔多斯地块周围第四纪断陷盆地. 中国第四纪研究, 1985, 6(2): 124~131
- 9 Zhang Y Q, Mercier J L, Vergely P. Extension in the graben system around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mogolia. Tectonophysics, 1998, (285): 41~75
- 10 Peltzer G, Saucier F. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. J Geophys R, 1996. 101(B12): 27943~27956
- 11 洪汉净, 汪一鹏, 沈军, 等. 我国大陆地壳块体运动的平均图像及其动力学意义. 见:《活动断裂研究》编委会, 中国地震局科技发展司. 活动断裂研究——理论与应用(6). 北京: 地震出版社, 1998. 17~30
- 12 叶加仁, 赵鹏大, 陆明德. 鄂尔多斯盆地中生界油气地质力学研究. 中国科学, D 辑, 2000, 30(1): 40~46
- 13 顾功叙, 林庭煌, 时振梁, 等. 中国地震目录. 北京: 科学出版社, 1983
- 14 马宗晋, 任金卫, 张进. ITRF97 下空间对地观测站速度矢量显示的全球构造运动. 中国科学, D 辑, 2002, 32(5): 353~357
- 15 黄立人, 郭良迁. 华北北部 GPS 观测(1995~1996)及其结果解释. 地震地质, 1998, 20(4): 423~430
- 16 王琪, 张培震, 牛之俊, 等. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. 中国科学, D 辑, 2001, 31(7): 529~536
- 17 Wang Qi, Zhang Peizheng, Jeffrey T, et al. Present-day crustal deformation in china constrained by global positioning system measurements. Science, 2001, 294(19): 574~577
- 18 李万伦, 卢演传, 丁国瑜. 鄂尔多斯及其邻近块体相对运动的黄土古地磁证据. 第四纪研究, 2001, 21(6): 551~559
- 19 魏顺民, 江在森, 张崇立. 青藏高原东北缘晚第四纪块体划分与运动态势研究. 地震地质, 2000, 22(3): 219~231
- 20 Shen Zheng-kang, Chengkun Zhao, An Yin, et al. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements. Journal of Geophysical Research, 2000, 105(B3): 5721~5734
- 21 胡惠民. 鄂尔多斯周缘活动断裂系的现代地壳运动特征——区域形变场. 见: 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 174~182
- 22 江在森, 丁平, 王双绪, 等. 中国西部大地形变监测与地震预报. 北京: 地震出版社, 2001
- 23 Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, et al. Amount and style of Late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia autonomous region, China. Tectonics, 1991, 10(6): 1111~1129.
- 24 向宏发, 魏顺民, 张秉良, 等. 六盘山东麓活动断裂构造带晚第四纪以来的活动特征. 地震地质, 1998, 20(4): 321~327
- 25 徐锡伟, 邓起东. 山西霍山山前断裂晚第四纪活动特征和 1303 年洪洞 8 级地震. 地震地质, 1990, 12(1): 21~30
- 26 廖玉华. 银川-吉兰泰断陷带第四纪活动特征. 见: 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 20~38
- 27 尤惠川. 河套断陷盆地地质构造特征及其成因机制的讨论. 见: 现代地壳运动研究 1——大陆裂谷与深部过程. 北京: 地震出版社, 1985. 88~97
- 28 江娃利, 肖振敏, 王焕贞. 内蒙大青山山前活动断裂带西端走滑现象. 中国地震, 2000, 16(3): 203~212
- 29 王若柏, 洪汉净, 许忠淮, 等. 华北地区地壳垂直形变场及动态演化特征. 地震学报, 1995, 17(2): 148~155
- 30 Ma Jin, Chen Kaiping, Li Qinzuo, et al. Deformation of fault-block system and seismicity in Beijing area. Continental Earthquakes. Beijing: Seismological Press, 1993. 423~430
- 31 马瑾, 马胜利, 刘力强等. 交叉断层的交替活动与块体运动的实验研究. 地震地质, 2000, 22(1): 65~73